

十和田火山後カルデラ期新郷軽石噴火にみる
サブプリニアン噴火の噴火推移

**Sequence of Subplinian Eruption of Shingo Pumice at
the Post Caldera Stage, Towada Volcano, NE Japan**

久 利 美 和
谷 口 宏 充

十和田火山後カルデラ期新郷軽石噴火にみる サブプリニアン噴火の噴火推移

Sequence of Subplinian Eruption of Shingo Pumice at the Post Caldera Stage, Towada Volcano, NE Japan

久利 美和 (Miwa KURI)*

谷口 宏充 (Hiromitsu TANIGUCHI)**

キーワード：十和田火山、新郷軽石、サブプリニアン噴火、噴煙柱

Keywords : Towada volcano, Shingo pumice, Subplinian eruption, eruption column

Abstract

The systematic change of volcanic pyroclasts from Ninokura stage to Nakanoumi stage is observed in the post caldera stage of Towada volcano, northeast Japan. The transition from scoria eruption at Ninokura stage to pumice eruption at Nakanoumi stage, from basaltic to felsic in composition, and from tholeiitic to calc-alkaline in rock series was recognized. That transition event is Shingo pumice eruption.

The object of this study is to clear the sequence of Shingo pumice. Particularly we have focused on the bulk density and the size distribution of pyroclasts.

The localities of investigated and sampled outcrops in this study are in a range of from 5 to 40 km distance and from NNE to SSE direction from the inferred eruptive source, Nakanoumi crater at latitude 40° N and longitude 141° E.

The dispersal area of G is narrow and elongated to east. It is classified as sub plinian eruption. Shingo pumice consist of gray pumice, yellow pumice and banded pumice. It is divided into six sub units from G1 to G6 downward. G1 and G2 is upper unit. They consists of reddish yellow well vesiculated coarse pumice. G3 is middle unit. It mainly consists of poorly vesiculated grayish fine pumice. G4 and G5 is lower unit. They consists of reddish yellow pumice, grayish yellow pumice and a few banded pumice. G6 is base unit. It consists of reddish yellow pumice.

Anorthite (An) content of plagioclase in unit G has bimodal distribution. They has high An content (75-90 %) in the core region and low An content (58-70%) in the rim region. This normal zoning is a result from the over saturation for volatile elements by the decreasing of pressure. The low total wt. % of glass inclusion also supports existing of hydrous magma.

The bulk density variation of pumices in unit G is divided into three groups; 0.2–0.7, 0.8–1.2 × 10³ g/m³ and more than 1.2 × 10³ g/m³. The lighter pumice is reddish-yellow and large in diameter, and the heavier pumice is grayish and small. Just unit G4 and G5 has banded pumices.

* 東北大学特定領域推進支援センター

** 東北大学東北アジア研究センター

Banded pumice has more than $1.2 \times 10^3 \text{ g/m}^3$ in bulk density and elongated bubble structure. The yellow pumice and the grayish pumice has difference on the bulk density and the fragmentation, on the other hands, they has same chemical characters. It suggested that the fragmentation and degassing process changed temporally at G3 unit.

1. はじめに

十和田火山は本州最北部に位置する第四紀の火山である。地質学的には、約22万年前に始まったとされる火山活動は、新しいほうから順にAからZの噴火エピソードに区分されている。約4万年前からカルデラ形成期に入り、およそ13,000年前に現在の十和田湖カルデラを形成した。新郷^{しんごう}噴出物は軽石を主体とした単一ユニットで黄色軽石と少量の細粒のスコリアからなる。対応した溶岩や火山灰の活動は知られておらず、中ノ湖を推定給源とし、分布域は東方の狭い領域に限られる。絶対年代は得られていないが、前後関係より約10,500年前頃の活動で、総噴出量は $0.25 \times 10^{12} \text{ kg}$ と見積もられており、噴火規模と堆積様式からサブプリニアンに分類されると予測されるものの、詳細については記載されていない[Hayakawa, 1985: 507-592]。

詳細な鉱物組み合わせの研究から、十和田火山のマグマは含水系での結晶分別過程が多様であったことが指摘されている[Taniguchi1972: 128-138]。

十和田火山後カルデラ期の火砕物は二の倉期のスコリアから中ノ湖期の軽石へと遷移しており、岩相にしたがって、マグマは苦鉄質のソレライト系列から珪長質のカルクアルカリ系列へと系統的に変化する。その活動時期は明瞭に別れており、スコリアと軽石ではみかけ密度が大

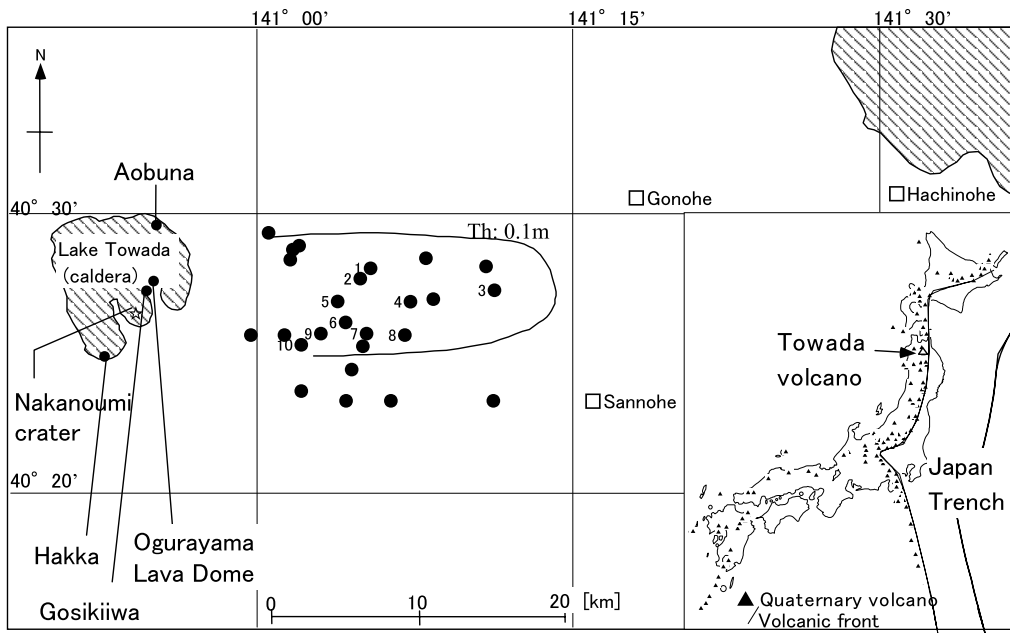


図1 調査地域。黒丸は調査地点を、添字は柱状図番号を、実線は0.1mの等層厚分布を示す。

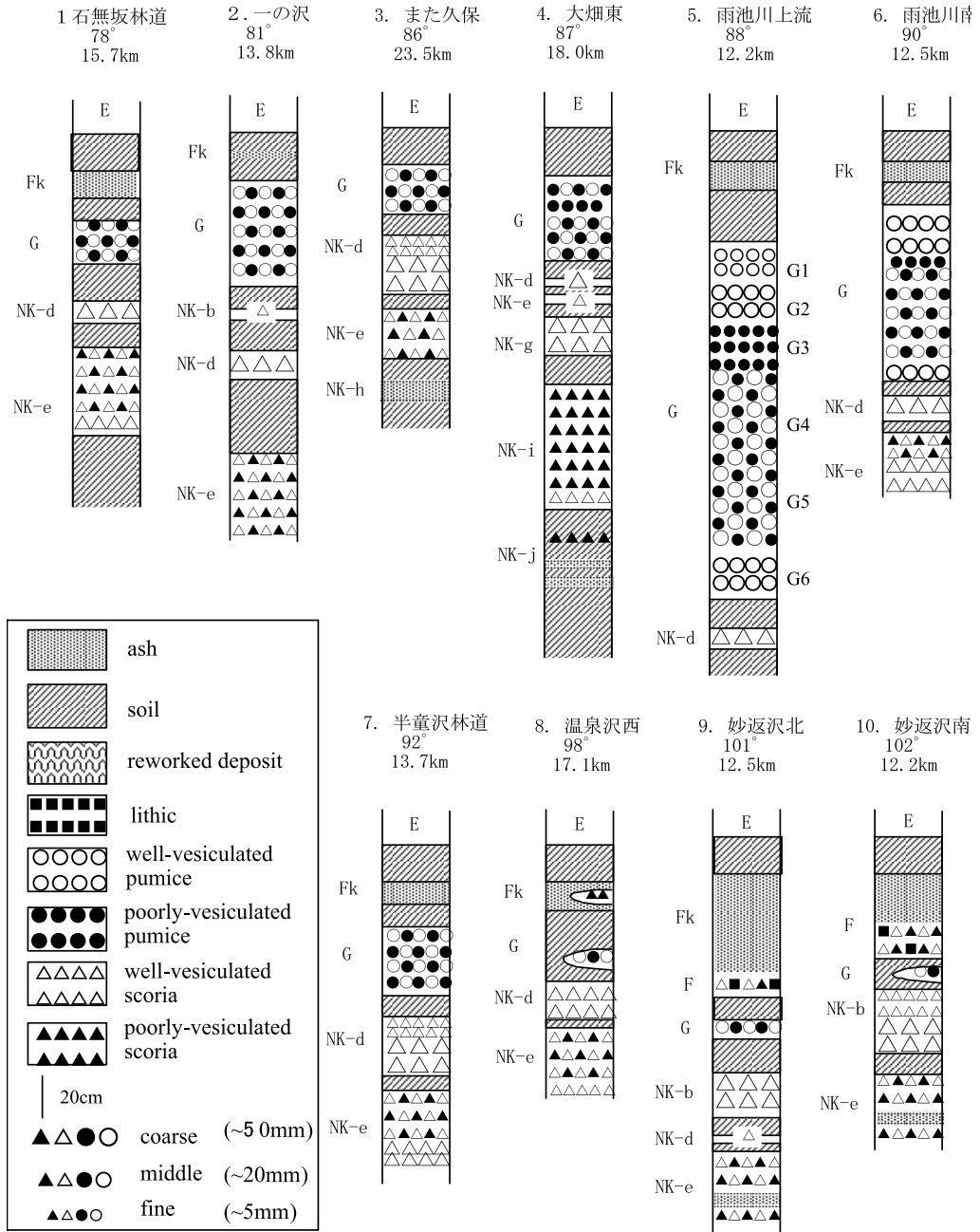


図2 柱状図。露頭番号は図1参照。各地点の位置は推定給源である中ノ湖クレーターを中心部を基準に時計回りに北からの偏角と距離で示した。

大きく異なる。その過渡期にあたる噴出物が新郷軽石である。さらに、新郷軽石および上位なつの夏坂さかスコリアでは全岩組成がソライト系列であるにも関わらずガラス包有物組成がカルカルカリ系列であることが明らかにされている[Kuri and Kurita 1999: 699-710]。

以上のことから、新郷軽石噴火はマグマ進化と噴火様式の間係を調べることに適切な噴火事例であると言える。

本論ではマグマ組成においても、噴火様式においても過渡期にあたる噴出活動である新郷軽石噴火について、サブプリニアン噴火の特徴として、断続的な噴煙柱の形成が知られていることから、噴火様式と密接な関係にあるみかけ密度および破碎度にも注目し、噴火の推移を明らかにする。

2. 分布および層序

調査地点および厚さ10cmの等層厚線を図1に示す。噴出体積は $9.7 \times 10^7 \text{ m}^3$ と見積もられる[Fierstein and Nathenson 1992: 156-167]。

主な調査地点での柱状図を図2に示す。新郷軽石は、露頭では土壌を挟む複数枚の二の倉スコリア層の上に、明るいオレンジ色の軽石層として観察される。過去の研究では本質物である粗粒の黄色軽石と火道壁からの細粒の黒色スコリアとして記載されているが[Hayakawa, 1985: 507-592]、火砕物を乾燥させると、発泡の進んだ粗粒の黄色軽石と発泡の乏しい細粒の灰色軽石の混合物であることが本研究で明らかになった。現在保存のよい露頭は、給源より東方向12.5kmの雨池川上流地域 (Loc. 5) であり、本稿での模式露頭とした。本地点での新郷軽石層の層厚は1.73mで、発泡の進んだ粗粒の黄色の軽石を主体とする部層を上下に持ち、発泡の乏しい細粒の灰色軽石を主体とする部層が漸移的に中間層として挟まれる。便宜上、岩相をもとに上部から下部にかけてG1からG6に区分した。詳細な層序は以下のとおりである。上位からやや赤みがかった黄色の発泡の良い軽石を主体とする層が約0.80m、この層準では下部ほど粗粒になる (上部0.45m : G1、下部0.35m : G2)、灰色の発泡の悪い軽石を主体とする層が約0.18 m (G3)、両軽石が同等に含まれている層が0.40m (上部0.20m : G4、下部0.20m : G5) で、G4

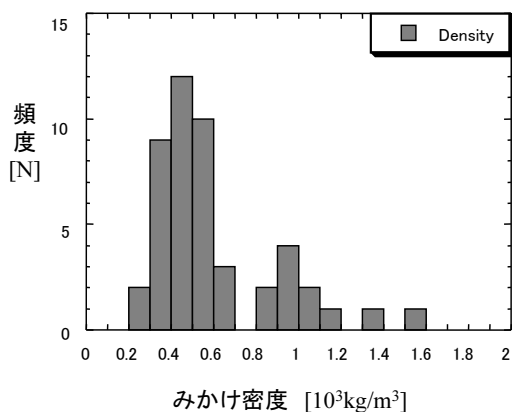


図3 軽石のみかけ密度の頻度分布図。Loc. 5 およびLoc. 6で採取した試料を用いた。

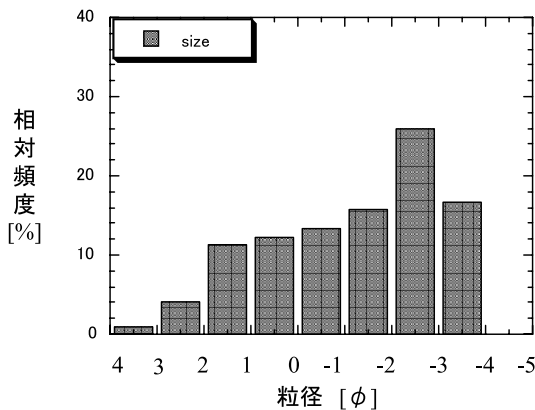


図4 Loc. 7での火砕物の新郷軽石のサイズ分布図。

では新郷軽石層の中でも最も粗粒（最大60mm）の軽石を多く含む。また、縞状の軽石の存在が確認された。基底部にはやや赤みがかった黄色の発泡の良い軽石を主体とする層が約0.35m (G6) である。

3. 見かけ密度および粒径分布

火砕物の見かけ密度の測定試料は110℃で一昼夜乾燥させて用いた。手法は、短時間で多くの試料を測定できるという利点を持つガラスビーズ法[Sasaki and Katsui 1981: 117-118]を採用した。ただし、この手法はガラスビーズの径により測定誤差が生じることがある。誤差の影響を小さくするためには試料の径にくらべてガラスビーズの径が十分に小さく、かつ、試料の孔内にガラスビーズが侵入しないことが有効である。本研究では-1φのガラスビーズと粒径-3φ以上の試料を用いた。ただし、径-3φ以上の試料の多くは黄色の軽石に限られており、灰色軽石を主体とするG3層については-1φ以上の18個の黄色、灰色混合軽石全体の値を求めた。本研究では各層準のみかけ密度の平均値は体積平均値を採用した [Imai and Mikada 1982: 27-43]。

粒径分布は試料を110℃で一昼夜乾燥させた後にふるいにかけて、径3φ以上の試料について各サイズでの重量%を測定した。細粒成分（3φ未満）については、合計重量のみを計測した。測定した重量は、細粒成分から積算し、積算重量が、16%、50%、84%となる粒径をφ16、φ50、φ84とし、φ50を中央粒径、 $\sigma\phi = (\phi 84 - \phi 16) / 2$ を分級係数とした。

軽石のみかけ密度の頻度分布を図3に示す。Loc.5およびLoc.7でのすべての結果を示す。代表的ないくつかの値を抽出した結果、黄色軽石では $0.2 - 0.7 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ の値を、灰色軽石は $0.8 - 1.2 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ の値を持つ。また、少数であるが縞状の軽石が存在しており、 $1.2 - 1.4 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ の値を持

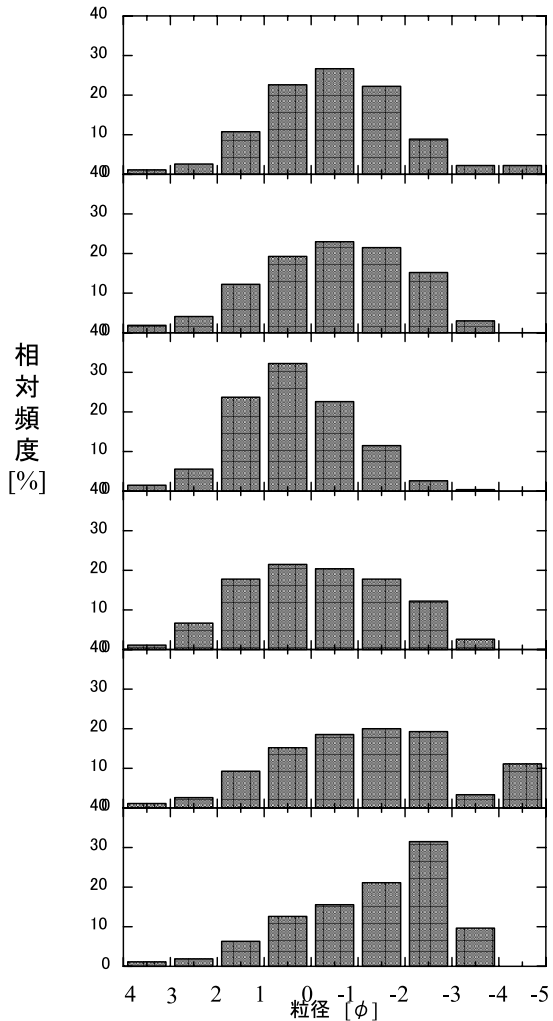


図5 Loc. 5での火砕物の各サブユニットごとのサイズ分布図。

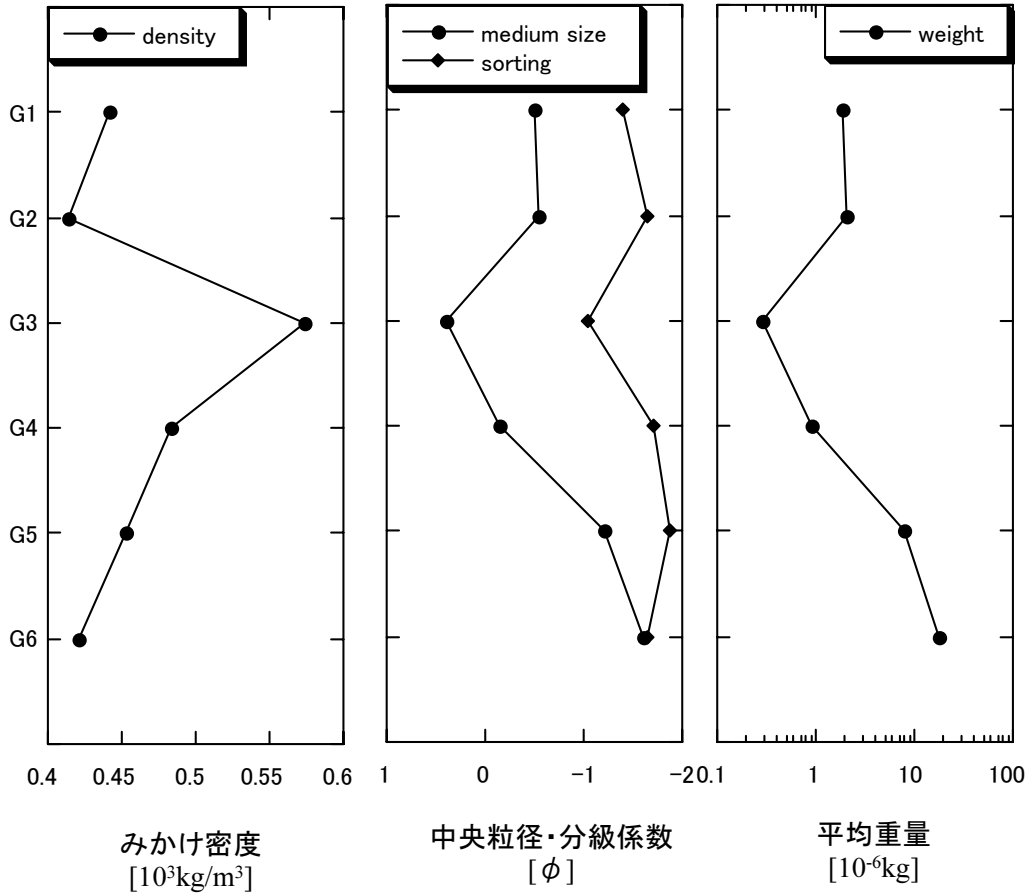


図6 Loc. 5での火砕物の各サブユニットごとのみかけ密度の平均、中央粒径、分級係数、軽石1個あたりの平均重量。図5の測定した重量を、細粒成分から積算し、積算重量が、16%、50%、84%となる粒径を $\phi 16$ 、 $\phi 50$ 、 $\phi 84$ とし、 $\phi 50$ を中央粒径、 $\sigma \phi = (\phi 84 - \phi 16)/2$ を分級係数とし、みかけ密度の体積平均値と中央粒径の積算から平均重量を算出した。

つ。

Loc. 7での層全体の粒径分布を図4に示す。黄色軽石に相当する -2ϕ から -3ϕ にピークを持ち、灰色軽石の混在に相当する細粒成分に広く分散する。

Loc. 5での各部層での粒径分布を図5に、みかけ密度の平均、中央粒径、分級係数、軽石1個あたりの平均重量を図6に示す。軽石1個あたりの平均重量は、中央粒径と平均みかけ密度の積で算出した。岩相を反映して、部層ごとの変化が顕著であり、みかけ密度と粒径の相関が高い。G1とG2では黄色軽石の値に相当する -1ϕ から -2ϕ にピークを持ち、G3では灰色軽石に相当する -1ϕ から 0ϕ にピークを持ち、G3で中央粒径は最小かつみかけ密度は最大となる。G5では、黄色軽石、灰色軽石および縞状軽石が混在するために粒径の淘汰は悪い。G6では黄色軽

石に富むため、みかけ密度が小さく粒径は大きい。岩相、みかけ密度と粒径の相関が高いことから、G3は灰色軽石の特性を代表し、G6は黄色軽石の特徴を代表していると言える。

平均粒径と平均みかけ密度の関係から見積もられる1個あたりの平均重量は、G3に代表される灰色軽石で 0.28×10^6 gとG6に代表される黄色軽石で 18.23×10^6 gと、大きく異なる。

4. 岩石記載

鏡下観察において、斜長石(pl)、単斜輝石(cpx)、斜方輝石(opx)、鉄-チタン酸化物、アパタイトの斑晶が確認された。黄色軽石と灰色軽石で斑晶に優位な違いは確認されなかった。多孔質試料かつ斑晶がmmサイズと大きいため、斑晶量は16-35vol.%と大きくばらついた。斑晶量は灰色軽石でやや多い傾向にあった。また、灰色軽石は黄色軽石に比べてマイクロライトが多い傾向にあった。走査型電子顕微鏡(SEM)による観察では、斑晶組織は、単斜輝石と斜方輝石では顕著な累帯構造は確認されず、10-20 μ m程度の包有物を研磨面上で数個程度有することが確認された。斜長石のほぼ半数では、輝石同様、顕著な累帯構造は確認されず、鏡下で数個未満の包有物の存在が確認された。残りの半数は、六角平板状の比較的大きな斑晶で、顕著な累帯構造を示し、コア部は虫食い状の組織を有しており、ガラス包有物を多数有する。マントル部は、包

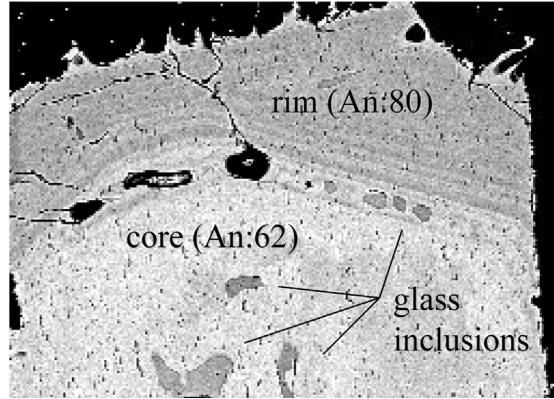


図7 新郷軽石に特徴的に見られる斜長石斑晶組織のバックスキュタリング電子(BEI)像。正累帯構造を持ち、コア部と境界部にガラス包有物を有し、リム部は波状累帯構造を示す。

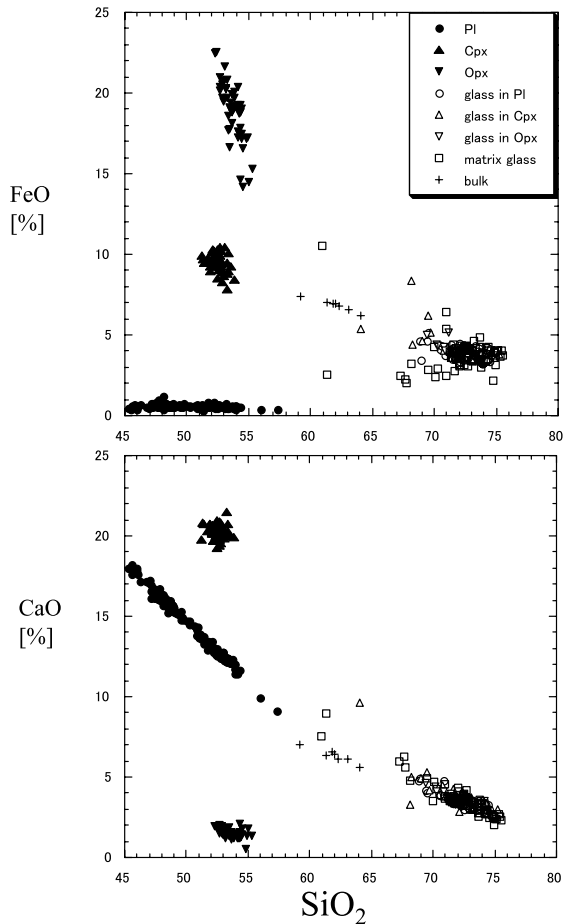


図8 斑晶、ガラス包有物、石基ガラス、全岩の各酸化物含有量。分析値は主要元素組成の値が100%になるように再計算を行って用いた。

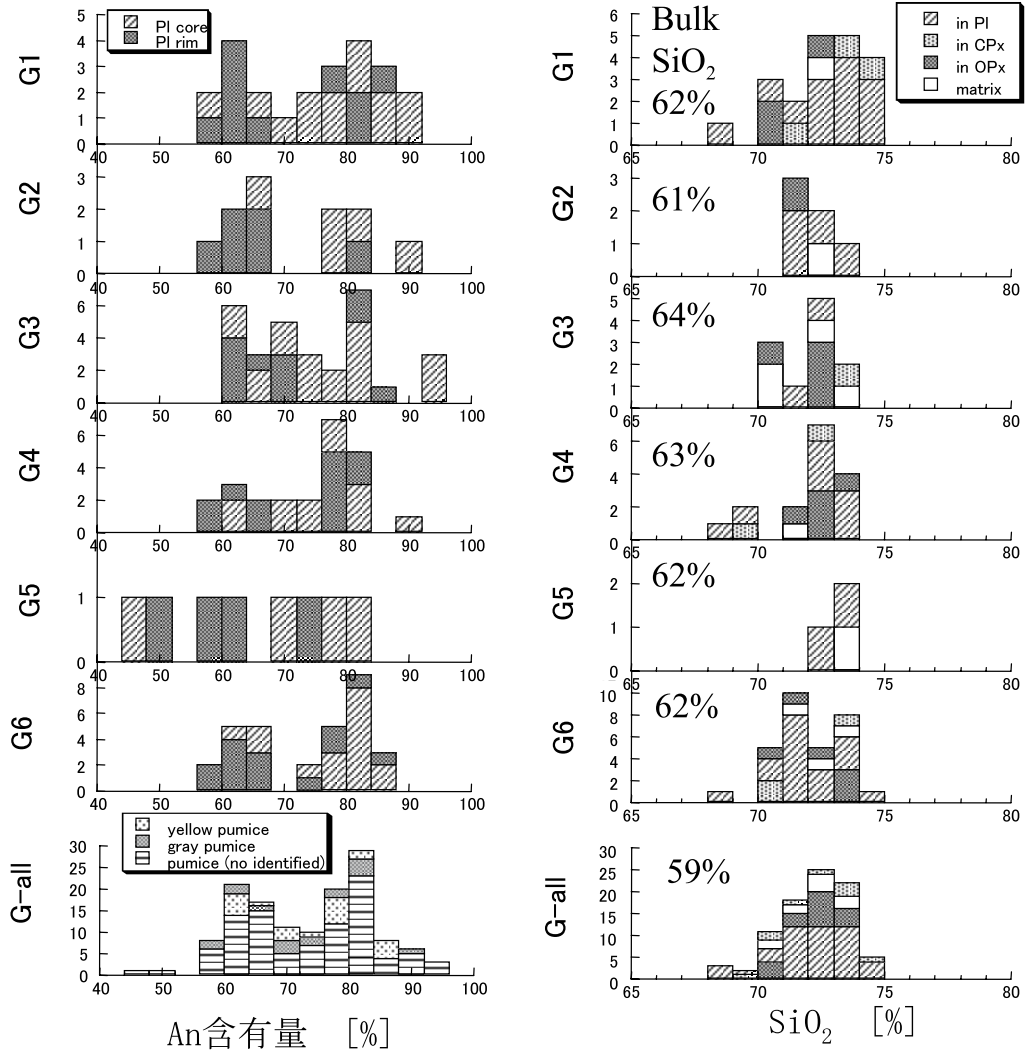


図9 Loc. 5の各サブユニットおよび全試料の斜長石中のAn含有量とガラス包有物中のSiO₂含有量の頻度分布図。サブユニットごとのAn含有量はリムとコアで識別し、全試料は複数の試料の分析結果を用い、軽石のタイプで識別した。SiO₂含有量は母斑晶で識別した。

有物に乏しく、波状累帯構造を持つ。また、多くのコア部および境界部に含まれるガラス包有物は50 μ m程度の不規則な形状をしており、一部ネットワークを形成するものが観察された(図7)。このような結晶構造はG1-G6のいずれの層順でも観察された。また、下位のNK-bスコリア層でも少数ながら報告されている[Kuri and Kurita 2004: 367-381]。

5. 主要元素組成分析

蛍光X線分析(XRF)にて全岩組成を、走査電子顕微鏡(SEM)によるエネルギー分散形X線分光

(EDS)および電子線マイクロアナライザー(EPMA)による波長分散形X線分光(WDS)にて、斑晶、ガラス包有物および石基部の主要元素組成を分析した。分析試料は分布軸上に位置し、風化の影響の少ないLoc. 5、Loc. 6およびLoc. 7から採集したものを主に用い、試料の処理および分析条件については[Kuri and Kurita 1999: 699-710]に準じた。また、分析値は主要元素組成の合計値が100%になるように再計算して用いた。各酸化物濃度をSiO₂量に対してプロットしたものを図8に示す。

5-1. 全岩組成

全岩組成は低アルカリ系列の安山岩組成を示すが、トータル値が96-97 wt.%であり、斑晶量が15-35vol.%とばらついているため参考値とする。SiO₂含有量は 59-64wt.%とややばらつく。Loc.7で最もSiO₂に乏しく、Loc.5の各部層では、灰色軽石に富む部層でSiO₂に富み、黄色軽石に富む部層でSiO₂に乏しい傾向にあり灰色軽石が多い層準で苦鉄質組成になる傾向は確認されなかった。

5-2. 斑晶組成

斜長石斑晶の組成は特徴的な累帯構造を反映してバイモーダルである(図8)。コア部においては高いアノサイト(An)含有量(約80%)を示し、リム部では低いAn含有量(62%)を示す(図9)。黄色軽石中の斜長石と灰色軽石中の斜長石を比較したところ、軽石の色の違いによる斜長石の構造および組成の違いは確認されなかった。

単斜輝石のMg#は70-78%、斜方輝石のMg#は63-77%の値の幅を持ち、それぞれのWollastonite成分(Wo)は41-46%、3.0-3.6%である。斑晶晶出時の共存関係は、不明であるが、650-950°Cの温度領域に相当する(図10)。

5-3. ガラス組成

ガラス包有物組成の分布は結晶組成の分布とは異なりユニモーダルで、その組成はSiO₂にして68-75wt.%と広い組成幅を持つが、組成分布に不連続はみられない。斜長石中のガラス包

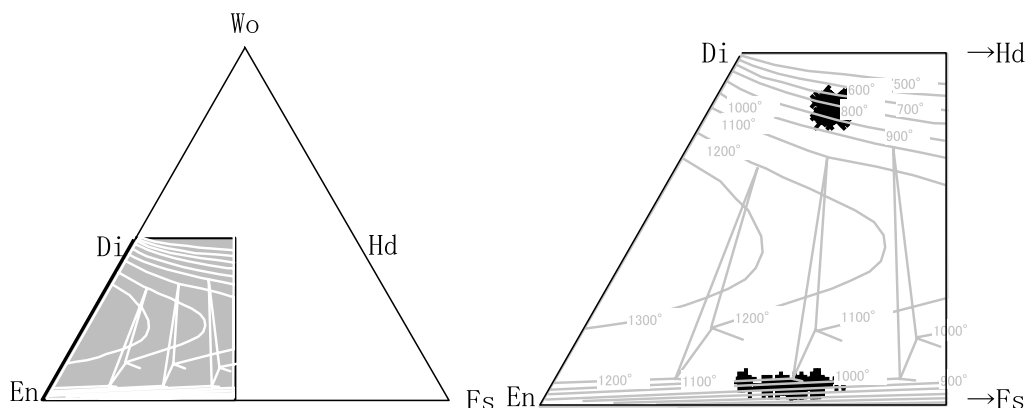


図10 輝石成分のMFC三角ダイアグラムへの投影図。等温線はLindsley (1983)の1気圧の実験に基づく。

有物と輝石中のガラス包有物の組成に顕著な組成差は確認できない。マトリックスガラスもやや組成にばらつきがあるものの同様の組成分布を持つ。また、全岩組成と類似する暗色ガラス片(0.5×1mm)が採集された。

5-4. 化学平衡

噴出物Gの個々の斜長石とその中に含まれるガラス包有物のCa/Naモル比より、メルト?結晶間の平衡交換分配係数 K_D を求めた。一般に、斜長石の K_D は環境に応じて変化し、含水量が多い、あるいは圧力が大きいときに係数の値は大きくなるが、高アルカリ玄武岩の系で、無水条件下では圧力20kb程度でも K_D の値は2.0未満である[Sisson and Grove 1993: 143-166]。新郷軽石は低アルカリ系列の安山岩と系が異なるものの、 K_D の値は3.4から5.5の領域にあり、定性的には十分な水を含んでいたことが示唆される。ほとんどの包有物がコア部に含まれているにも関わらず、コア組成と包有物組成関係は平衡線から外れ、リム組成と包有物組成には $K_D \sim 3.4$ の関係が認められる。コアからリムにかけて平衡交換分配係数は減少する方向にある。

6. 噴火様式

総噴出体積は $9.7 \times 10^7 \text{ m}^3$ 、見かけ密度の平均、 $0.47 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ より、総噴出重量は $4.5 \times 10^{10} \text{ kg}$ と見積もられる。[Carey and Sigurdsson 1989: 28-40]に従えば、噴煙柱高度は16.0Km、噴出率は7.2 kg/sとなる。

噴火様式は、火砕物の破砕度と分布域域の関係[Walker 1973: 431-446]、あるいは、破砕度と噴煙柱高度の関係[Cas and Wright 1988: 528]に基づき分類されている。これに基づけば、新郷軽石の層厚が最大層厚の10分の1になる距離はおよそ25kmであるが、Loc. 3の試料は風化が進んでいたため、正確な破砕度は求められていないものの、Loc. 5およびLoc. 7では1mm以下の細粒成分に顕著に富む傾向はみられておらず、サブプリニアンに分類されると考えてよい。サブプリニアン噴火の特徴として、断続的な噴煙柱の形成が知られているが、新郷軽石においても、G3は比較的近傍の分布軸上でしか確認されていないことから、一時的に噴煙柱高度が減少したことが示唆される。新郷軽石噴火では、噴出物中の岩片の増加など、火口の拡大の証拠は確認されていないので、G3に至るマグマプロセスとの関連について次章で議論する。

7. マグマプロセス

7-1. マグマの化学組成

全岩組成と石基部の組成の差から予測される斑晶量は36-60wt.%である。ばらつきはあるが、観察された斑晶量16-35vol.%であることから、化学組成から見積もられた値は観察された値に比べて有位に大きい。

理由として、一部の斑晶を地下に残してきた可能性と液組成に SiO_2 に富む液相が付加した2

つの可能性が考えられる。全岩組成がソレライト系列の領域にあるにもかかわらず、ガラス包有物組成がカルクアルカリ系列を示すことは、少なからず、カルクアルカリ系列の SiO_2 に富む成分が付加したと結論づけられるものの、黄色軽石と灰色軽石による顕著な組成差はなく、かつ、層準による組成差も認められないことから、斑晶のコア晶出時までには、均質なマグマであったと言える。そのマグマは、斜長石斑晶のコア部とガラス包有物の組成の関係から、水に富んでいたことが示された。斑晶の地下への残存を否定する証拠はなかった。

7-2. マグマの上昇

斑晶組織に基づいてマグマの履歴を議論する。とくに斜長石の特徴的な正の累帯構造に注目した。マグマ混合を仮定した場合も同様に、すべての斑晶が同じような傾向を持つことが期待され、かつ、正累帯構造とともに逆累帯構造が形成されることが期待されるが、いずれの観察事実もない。結晶分化を仮定した場合、An含有量が80%から62%急劇に減少する過程は無水条件下の温度変化では200°Cの温度低下に相当し、現実的ではなく、輝石に顕著な正の累帯構造が観察されないことも矛盾する。マグマが飽和水蒸気圧環境にある場合、結晶およびメルトのAn含有量を含水系での斜長石-メルトの相平衡実験[Housh and Luher 1991: 477-492]に照らし合わせると、コア部とメルトの共存関係は飽和水蒸気圧が4 kbar、温度が970°Cから915°Cのときに成り立つ。ガラス包有物の分析のトータル値は95-98 wt.%に集中しており、揮発性成分の含有量が高いことと調和的である。一方、リム部には波状累帯構造がみられることから結晶成長が早かったことが示唆される。正の累帯構造を持ち、コアとリムの境界が明瞭であり、さらに波状累帯構造を持つことから、同じメルトが2 kbar程度まで急激に減圧することにより、急速に晶出した。輝石は揮発性成分の変化による組成依存がないことから、顕著な累帯構造が観察されないことも矛盾しない。コアからリムにかけて、平衡交換分配係数が減少することも、減圧過程で水を含むマグマからの晶出を支持する。このような環境はマグマの上昇時に達成される。

斑晶およびガラス包有物の組成幅はあるが、ガラス包有物の組成分布に不連続性がみられないことからマグマ組成は連続的に変化したといえる。さらに、個々の結晶に注目すると、ガラス包有物が斜長石のコア部に多量に含まれていること、また、その組成が石基ガラスの組成と有意な相違が認められないことから考えて、斜長石のコア部とリム部はほぼ同じ組成のマグマから晶出し、急減圧による飽和含水量の急低下のために急速にリムが成長したために、組成のばらつきが形成されたと解釈した。

7-3. 火道プロセス

火道でのマグマプロセスを図11に模式化した。灰色軽石は火道壁起源の異質あるいは類質物ではなく、本質物の発泡度および破碎度の違いによりもたらされた。灰色軽石と黄色軽石は脱ガスや2次発泡などによる収縮／膨張の違いではなく、破碎度そのものが異なっていたことが、

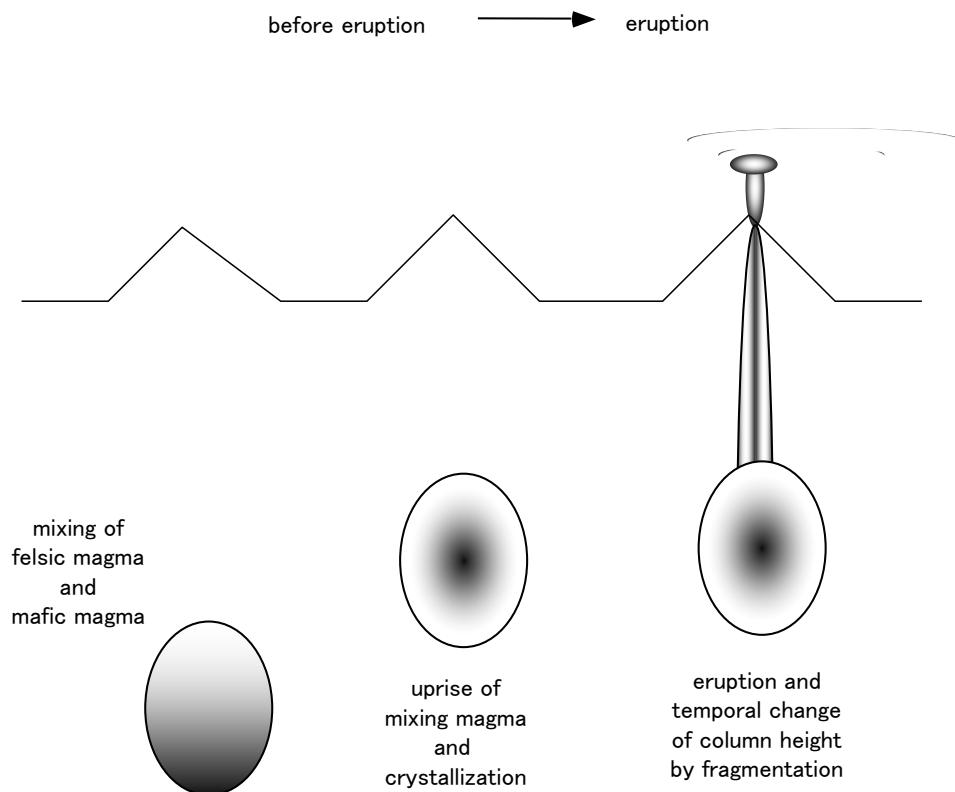


図11 新郷軽石噴火のマグマ進化および噴火推移の模式図.

軽石 1 個あたりの平均重量は(図 6)、G3に代表される灰色軽石とG6に代表される黄色軽石で、大きく異なっていることから示めされた。したがって、G3での噴火の一時的な衰退は、火口径の拡大による噴煙柱高度の減少ではなく、火道内部での現象に変化があったと結論づける。雨池川上流地域の試料では縞状軽石は泡が一定方向に引き延ばされている特徴を持ち、灰色軽石よりも縞状軽石のみかけ密度の値が大きいことから、縞状軽石の成因はメカニカルなシアを受けて、みかけ密度が減少するとともに破碎度が増加したことを示唆する。縞状軽石はG4からG5の層準にのみ含まれており、この層準において一定方向の伸張変形にともなう泡の散逸が起り、火道での脱ガスが効率的に進んだ結果、一時的に噴火形態が変わり、破碎度が進んだ結果、比重の高い灰色の細粒軽石を主体とするG3の噴出に至った。

8. まとめ

本研究により新郷軽石噴火はサブプリニアン噴火であり、噴出物は発泡度の異なる黄色、灰色および縞状の軽石が混在することが確認された。各々の軽石に含まれる鉱物の組み合わせお

よび結晶・ガラス包有物の化学組成には顕著な差がなく、単一マグマからの噴火であることが結論づけられる。

斜長石の特徴的累帯構造と結晶と包有物の共存関係より、水に飽和したマグマが減圧過程を経てきたことが示された。結晶に取り込まれたガラス包有物と近傍の石基ガラスの組成差は小さいことから、ガラスの組成幅はマグマ混合ではなく、マグマの急減圧による急な結晶化により形成されたことが示唆された。混合があったとすれば、噴火前にすでに均質化していた。

黄色と灰色の軽石は発泡度と破砕度が大きく異なっており、また、灰色軽石の噴出に先行して、縞状軽石が噴出していることから、メカニカルなシアによる脱ガスがあり、その結果、火道での破砕・脱ガス過程の一時的な変化が噴煙柱高度の現象を誘発したことを示した。

9. 謝 辞

本論作成において、東京大学地震研究所の栗田敬教授および東北大学地球惑星物質科学科島弧マグマ学講座の吉田教授はじめ講座の皆様には、有益な助言をいただいた。記して感謝する。

Reference

- Cas, R.A.F., and Wright, J.V. 1988
 Volcanic Successions - Modern and Ancient, *Unwin Hyman, London*.
- Carey, S., and Sigurdsson, H. 1989
 The intensity of plinian eruptions, *Bull. Volcanol.*, **vol. 51**.
- Grove, T. L., Bryan, W. B., and Derrick, E. G. 1982,
 Clinopyroxene crystallization in FAMOUS basalts: Phase equilibria at low pressures (abstr).
EOS, Trans Am Geophys U, **vol. 62**.
- Fierstein, J. , and Nathenson, M. 1992
 Another look at the calculation of fall out tephra volumes, *Bull. Volcanol.*, **vol. 54**.
- Hayakawa, Y., 1985
 Pyroclastic geology, *Bull. Earth research institute*, **vol. 60**.
- Housh, T. B. and Luhr, J. F. 1991
 Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems, *American Mineralogist*, **vol. 76**.
- Imai, H., and Mikada, H., 1982
 The 1783 activity of Asama volcano inferred from the measurements of bulk density of tephra (Pumice) and the old documents. , *Bull. Vol. Japan*, **vol. 27**, No. 2,27-43, in Japanese.
- Kuri, M., and Kurita, K. 1999
 The evolution of pyroclasts in the Post Caldera stage of Towada volcano, northeast Japan, *Bull.Geol. Surv. Japan*, **vol. 50**, in Japanese.
- Kuri, M., and Kurita, K. 2004
 Magma process during the Ninokura stage, at Towada volcano, NE Japan, *Bull. Vol. Japan*, **vol. 49**, in Japanese.

Lindsley, D. H., 1983

Pyroxene thermometry, *American Mineralogy*, **vol. 68**, 477-493.

Sasaki, T., and Katsui, Y. 1981

Analytical method using glass beads for measurement of bulk density of pumice, *Bull. Volcanol. Soc. Japan.*, **vol. 26**, No2, 117-118, in Japanese.

Sisson, T. W., and Grove, T. L. 1993

Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism, *Contrib. Mineral petrol.*, **vol. 113**, 143-166.

Taniguchi, H. 1972

Petrological study on Towada volcano,, *Japanese Magazine of Mineral. and Petrol. science*, **vol. 67**, in Japanese.

Walker, G.P.L 1973

Explosive Volcanic Eruptions - a new classification scheme, *Geol. Rundsch.*, v. **vol. 62**.